ISSN: 0214-1744



CAMBIO CLIMÁTICO Y NIVEL DEL MAR: LA PENÍNSULA IBÉRICA EN EL CONTEXTO GLOBAL

Climate change and sea level: Iberian Peninsula in a global context

C. Zazo

Dpto. Geología, Museo Nacional Ciencias Naturales (CSIC), José Gutiérrez Abascal, 2, 28006 Madrid
Tel. 91 411 13 28 - Fax: 91 564 47 40 - mcnzc65@mncn.csic.es

Resumen: Se ha llevado a cabo una síntesis sobre los principales aspectos que relacionan el clima con los cambios del nivel del mar. Para ello se han descrito aunque de forma breve los interglaciares que desde el punto de vista de los parámetros orbitales, son análogos al presente interglacial Holoceno. Datos sobre las variaciones en las concentraciones del CO_2 en los interglaciares más antiguos y en el actual, así como sobre la temperatura superficial del agua del mar han sido también incluidos. Las posibles causas sobre las variaciones del nivel del mar deducidas de registros observacionales de los último 6.500 BP comparadas con los modelos geofísicos de carga para el mismo período y en el mismo área geográfica, dan en muchos casos resultados contradictorios.

Con relación a la Península Ibérica, el número de series temporales completas de los registros instrumentales no permite hacer por el momento predicciones sobre las tendencias del nivel del mar en un pasado reciente y aún menos para el futuro. Los datos observacionales, geológicos, sugieren tendencias a veces opuestas entre las costas del Norte y Sur de la Península.

Palabras clave: eustasia, NAO, efecto sterico, glacio-hidro-isostasia.

Abstract: This paper presents a synthesis of the relationships between climate and sea level changes based on the comparison of past and the present Holocene interglacial, particularly those found to be more similar in the orbital parameter curves. Our study includes data of changes in the concentration of CO_2, and sea-surface temperatures in past and the present interglacials. A comparison of the possible causes of sea-level changes deduced for a given area from the observed record of the last 6,500 yr, and from geophysical charge models yields results that are often contradictory.

Concerning the Iberian Peninsula, the available complete time series of instrumental records are inadequate to draw conclusions about the behaviour of sea level in the recent past and, still less, in the near future. Geological observations suggest different trends, very often opposing, between the northern and southern coasts of the Iberian Peninsula.

Keywords: eustasy, NAO, steric effect, glacial-hydro-isostasy.



C. Zazo. Cambio climático y nivel del mar: la Península Ibérica en el contexto global. *Rev. C & G.*, 20 (3-4), 115-130.

VISIT…

LANZAROTE Caliente.COM

1. Introducción

En las últimas décadas existe una gran producción de artículos en relación con el llamado "cambio global" frase que en general se refiere al calentamiento y su aceleración en el último siglo del Planeta Tierra. La deducción más inmediata del efecto de dicho calentamiento, es la posible fusión de los casquetes de Groenlandia y de la Antártida en un futuro, y como consecuencia la subida global del nivel del mar. Sin embargo las investigaciones que hasta ahora se han realizado comparando situaciones similares a las del presente interglacial Holoceno, así como los diferentes modelos utilizados con el fin de predecir los futuros escenarios climáticos y del nivel del mar, aún presentan numerosas incertidumbres debido a la complejidad del funcionamiento del sistema climático, lo que impide incluso el poder determinar hasta qué grado la actividad humana está alterando el clima, o si este cambio es de origen natural.

En este trabajo se ha hecho una síntesis sobre las investigaciones que con relación al clima, particularmente de aquellas más directamente conectadas con los cambios del nivel del mar. Destacando aquellos aspectos que más concretamente afectan al caso de Iberia.

2. Interglaciares análogos al Presente

Los primeros ensayos para predecir el clima futuro sugerían que el máximo del próximo glaciar sería inminente (Kukla et al., 1972) dado que la duración de los dos interglaciares precedentes se suponía de unos 10 Ka, que era el lapso temporal que ya había transcurrido del presente interglacial Holoceno. Los análisis posteriores particularmente a partir de los sondeos de hielo de Groenlandia (GRIP Members, 1993; Dansgaard et al., 1993 demostraron que la duración del óptimo del Ultimo Interglacial, Oxigen Isotope Stage (OIS) 5e, había sido prácticamente el doble (130-110 Ka), y que importantes cambios climáticos habían tenido lugar durante este período. El posterior sondeo de Vostok en la Antártida consiguió obtener un registro más amplio que cubría los últimos 420 Ka (Petit et al., 1999). Con este registro se confirmaba el ciclo orbital de 100 Ka que rige las recientes glaciaciones más extremas.

La investigación sobre análogos del pasado es un tema imprescindible para un mejor conocimiento de la variabilidad climática natural y poder distinguir entre ésta y la inducida por el hombre. Estos análogos podrían entonces ser utilizados para predecir futuros cambios climáticos y valorar las posibles consecuencias de la actividad humana.

Existe un consenso general en cuanto a que el clima está fuertemente condicionado por cambios en la insolación (radiación solar que llega a la parte alta de la atmósfera) aunque la concentración atmosférica de CO_2 juega también un papel muy importante. Teniendo en cuenta los valores de la insolación (Fig. 1), el interglacial correspondiente al OIS 11 (~420-360 Ka) ó MIS 11 (Marine Isotope Stage) es el análogo más reciente al Holoceno, y en particular el período comprendido entre 405 y 340 Ka BP (Loutre y Berger, 2003).

La insolación en todas las latitudes y a lo largo del año, está estrechamente regulada por la Precesión. Durante el MIS 11 la Excentricidad fue muy pequeña y dado que la Precesión climática es modulada en amplitud por la Excentricidad, resul-

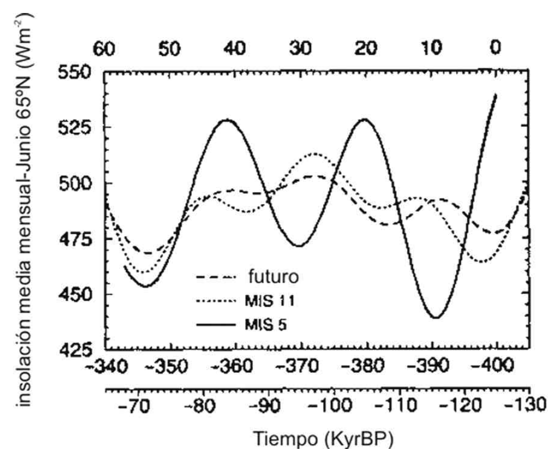


Figura 1. Valores de la insolación a 65º Latitud N, junio. Comparación durante intervalos de tres interglaciares: 405-340 Ka BP(MIS 11), 130-65 Ka BP(MIS 5, Último Interglacial) y entre 5 Ka BPy 60 Ka AP(según Loutre y Berger, 2003).

Figure 1. Mid-month June insolation at 65º N compared for three interglacial intervals: 405-340 Ka BP(MIS 11) 130-65 Ka BP(MIS 5) and 5 Ka BPto 60 Ka AP(target interval) (after Loutre and Berger, 2003).

ta que la amplitud de las variaciones de la Precesión, así como las de Insolación son también pequeñas. Esta gran similitud orbital entre el MIS 11 y el futuro debe estar relacionada (Loutre, 2003) con el mínimo de Excentricidad en el ciclo de 400 Ka que se dio a los 370 Ka y que se registrará de nuevo a los ~30 Ka AP.

Con relación al CO_2, se sabe que durante las transiciones de un período glaciar hacia un interglaciar, la concentración de CO_2 atmosférico sube desde 180 a 280-300 ppmv. El descenso de la concentración es más lento que el incremento cuando se va hacia períodos glaciares. El ciclo de 100 Ka domina los registros del CO_2. Durante el MIS 11 la concentración de CO_2 se mantuvo por encima de 275 ppmv desde 414 Ka (parte más antigua del Sondeo de Vostok) hasta los 379 Ka BP, decreciendo posteriormente de forma gradual hasta los valores mínimos de 188 ppmv que se alcanzaron a los 352 Ka BP, cuando se entró en el máximo glaciar siguiente (MIS 10).

Actualmente vivimos en un período con una configuración astronómica (Loutre y Berger, 2003) con amplitudes muy pequeñas que se mantendrá como mínimo hasta dentro de 50 Ka (Fig. 1). Por consiguiente, la concentración futura de los "gases invernadero" puede jugar un papel importante, posiblemente reforzado por el aumento de estos gases debido a la actividad humana. Los modelos de simulación llevados a cabo teniendo en cuenta la contribución adicional de los combustibles fósiles a la concentración natural de CO_2, muestran que este "calentamiento global" podría conducir a la fusión del casquete de Groenlandia en pocos milenios (Loutre y Berger, 2000). En cualquier caso se necesita para entrar en un período glaciar que la concentración de CO_2 y la insolación actúen conjuntamente, en fase, hacia un enfriamiento, es decir descenso de la concentración de CO_2 y de los valores de insolación. Sin embargo, los datos sugieren que ambos factores están actuando en antifase, de hecho la insolación ha estado decreciendo desde los 11 Ka BP, mientras que los valores de la concentración de CO_2 se mantuvieron por encima de 260 ppmv, con una tendencia general al aumento en los últimos 8000 años.

Existe gran controversia sobre el origen antropogénico o natural en las tendencias de los altos valores, de CO_2 y CH_4, que se observan durante el Holoceno. Ruddiman en un reciente trabajo (2005), cuando compara datos del MIS 11, del registro de Vostok, con el MIS 1 (Holoceno), señala que durante los últimos milenios, los niveles de CO_2 y CH_4 (Fig. 2) deberían haber bajado, el clima debería haberse enfriado, y los casquetes comenzado a crecer. La falta de estos cambios puede ser explicada por una temprana intervención antropogénica que incluiría tanto las emisiones directas de los "gases invernadero" como las indirectas producidas por retroalimentaciones (feedbacks) del sistema climático que resultaron de las emisiones directas.

El registro actual más completo de las variaciones en la concentración del CO_2 atmosférico se ha

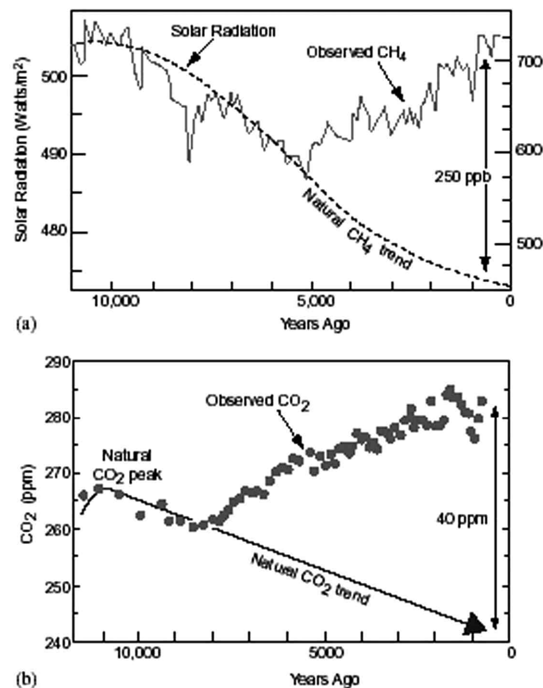


Figura 2. Concentraciones observadas del aumento de CH4 (Blunier et al., 1995) y del CO2 (Indermuhle et al., 1999) comparadas con las predicciones del descenso natural de las concentraciones de dichos gases según la hipótesis de la influencia antrópica de Ruddiman, 2003 (según Ruddiman, 2005).

Figure 2. Observed late-Holocene increases in concentrations of (a) CH4 (Blunier et al., 1995) and (b) CO2 (Indermuhle et al., 1999) compared to predicted natural decreases from the early anthropogenic hypothesis (Ruddiman, 2003). The estimated sizes of the anthropogenic CH4 and CO2 anomalies are the differences between the observed and the predicted trends (after Ruddiman, 2005).

obtenido a partir del sondeo de hielo, Domo Concordia, en la Antártida, que cubre los últimos 650 Ka, completando el de Vostok, particularmente en la parte más antigua de éste correspondiente al MIS 11. Los datos sugieren (Brook, 2005), que este interglacial no fue el único con larga duración, sino que esta fue similar a la de los interglaciares MIS 13 y MIS 15. El análisis de la concentración de CO_2 del tramo correspondiente a los 390-650 Ka (Siegenthaler et al., 2005), demuestra que durante el paso del glacial MIS 16 al interglacial MIS 15, la concentración de CO_2 subió 35 ppmv en 2 Ka; y que posteriormente se produjo una segunda subida de 20 ppmv en 5 Ka. Por consiguiente, el aumento de la concentración de CO_2 durante el Holoceno en los últimos 8 Ka no es una tendencia anómala del presente interglacial, tal como fue postulado por Ruddiman (2003), sino que por el contrario, este aumento se debe probablemente a una respuesta del ciclo del carbono a grandes cambios en la biomasa.

Con relación al nivel del mar los datos deducidos a partir de los registros morfosedimentarios que marcan las paleolíneas de costa, sugieren una posición del nivel del mar de 10-20 m por encima del nivel medio actual durante el MIS 11 (Bowen, 1999; Hearty et al., 1999; Murray-Wallace et al., 2001). Los datos obtenidos en la costa española (Zazo et al., 2003) señalan también que el nivel del mar durante este período fue más alto que durante los interglaciares anteriores, con una duración también mayor, y con una fauna que denota su carácter más cálido.

Los datos arriba mencionados en particular en lo que se refiere a los 10-20 m de subida del nivel del mar, son aún objeto de debate, debido fundamentalmente a que los métodos de datación para estas cronologías, son aún inexistentes o están en el límite de fiabilidad; en cualquier caso una columna de agua de tal envergadura, implicaría el deshielo completo de Groenlandia y gran parte de la Antártida, lo cual iría en contra de lo hasta ahora asumido sobre el crecimiento y decrecimiento de los casquetes según los modelos establecidos.

4. El clima del Holoceno

Los registros paleoclimáticos recientes del período Holoceno, en los sondeos de hielo y marinos del Atlántico Norte han demostrado que, si bien el clima ha sido mucho más estable que el correspondiente al período glaciar anterior, el cálido clima holoceno ha estado interrumpido por varios eventos fríos, conocidos como "eventos Bond", que se han sucedido con una recurrencia de aproximadamente 1500 ± 500 años (Bond et al., 1997). El más reciente de estos eventos es el que se conoce como "la pequeña edad del hielo", entre 1300 y 1870 AD, cuando los glaciares de Escandinavia alcanzaron su mayor extensión, desde 9000 BP. Cambios (descensos) en la temperatura superficial del agua del mar (SST) han sido detectados en el Mediterráneo occidental (Cacho et al., 2001) y en las costas atlánticas subtropicales de África (deMenocal et al., 2000), coetáneos con los del Atlántico Norte, sugiriendo que estos eventos tienen una influencia a nivel de Hemisferio.

4.1. Temperatura Superficial del agua del mar

El registro de las temperaturas superficiales del agua del mar (SST) durante el Holoceno usando el método de alkenonas en combinación con los análisis de simulación AOGCM (Atmosphere-Ocean General Circulation Model) muestra (Kim et al., 2004) a escala de cuenca, un calentamiento en el Pacífico Norte y un enfriamiento en la región Nor-Atlántica en los últimos 7000 años. En el dominio del Atlántico Norte el patrón espacial de las temperaturas superficiales del mar se ajusta bien con el patrón moderno de la NAO (Oscilación del Atlántico Norte) y la asociada SST: variaciones de las SST en el dominio del Atlántico Nor-oriental presentan tendencias opuestas con las del Mediterráneo Occidental y el Norte del mar Rojo (Fig. 3).

Los patrones del calentamiento del océano en los últimos 40 años (Barnett et al., 2005) no pueden ser explicados por una variabilidad natural, pero en cambio se ajustan bien con los modelos AOGCM de predicciones climáticas en los que se incluye la actividad humana (Fig. 4).

El calentamiento o enfriamiento de la parte superior de los océanos debido a los cambios en la temperatura del aire dará origen a una expansión o contracción de las masas de agua, el llamado efecto sterico (sin tener en cuenta la salinidad) lo que

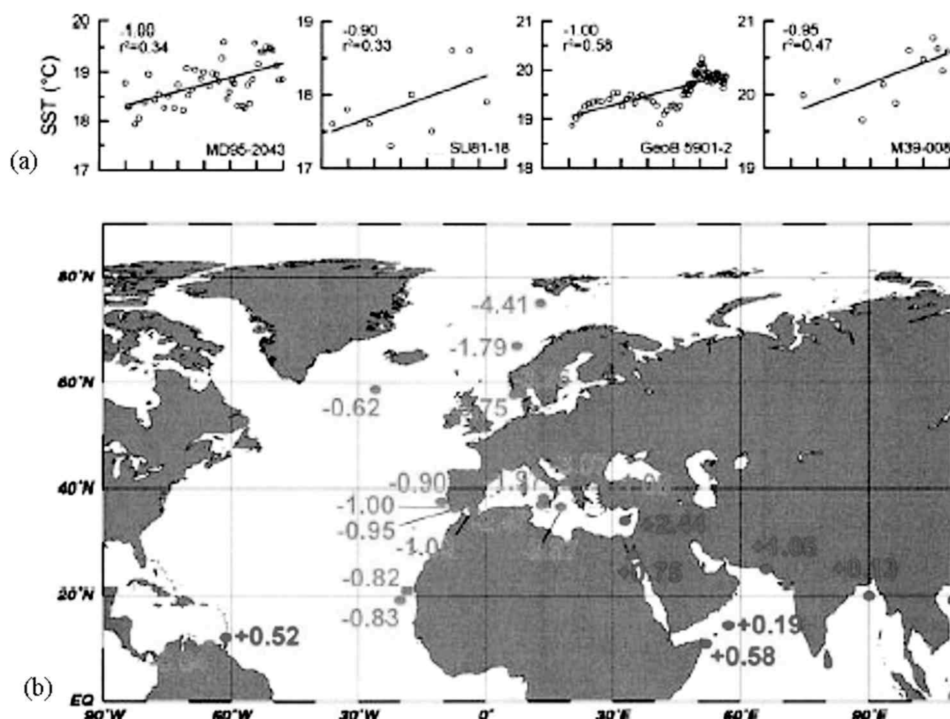


Figure 3. (a) Datos (círculos) y tendencias lineales de la reconstrucción de la SSTmediante el método de alkenonas. La magnitud de los cambios de la SST en los últimos 7000 años (ºC/ 7 Ka) está indicada en la esquina superior izquierda junto con el coeficiente de correlación, r; el número de sondeo aparece en la esquina inferior derecha. (b) Distribución espacial de la magnitud del cambio de la SST(ºC/ 7 Ka) tal como aparece en (a) (según Kim et al., 2004).

Figure 3. (a) Data points (open circles) and linear trends of alkenone SST reconstructions from the North Atlantic realm. The magnitudes of SSTchange over the last 7000 years (ºC/ 7 Ka) are indicated in the upper left corner and the core names are given in the lower right corner of each panel; r is the correlation coefficient. (b) The spatial distribution of the magnitude of SSTchange (ºC/ 7 Ka) as shown in (a) (after Kim et al., 2004).

dará origen a cambios en el nivel del mar, sin cambios en la masa total.

5. Los cambios del nivel del mar: su origen

El término *Eustasia* ha sido usado, por tradición, hasta mediados del siglo XX, para denominar los cambios del nivel del mar, siendo considerados como globales, del mismo signo, y simultáneos. En 1986, Mörner propuso la redefinición del término *Eustasia* como “cambios en el nivel del océano, independientemente de las causas”; proponiendo cinco factores fundamentales que dirigen los cambios del nivel de los océanos: (1) cambios en el volumen de agua debido al desarrollo de masas de hielo (Glacioeustasia), (2) cambios en el volumen de la cuenca debido a movimientos tectónicos (Tectonoeustasia), (3) cambios en el relieve del Geoide (Eustasia geoidal), (4) cambios en la superficie topográfica del mar (cambios dinámicos) como respuestas a cambios en la intensidad-volumen de las mayores corrientes oceánicas superficiales, tal como ocurre con la corriente del Golfo que origina un relieve que puede llegar a los 5 m; El Niño, que de E-O en el Pacífico central produce desniveles positivos y negativos del orden de unos 0.3 m, y (5) cambios decadales en la tasa de Rotación de la Tierra, (Eustasia Rotacional) lo que tiene un potencial para redistribuir masas de agua oceánica subiendo y bajando el nivel del mar regional del orden de 1.0 a 0.1 m, esto es lo que se produce durante los “Eventos super-ENSO”.

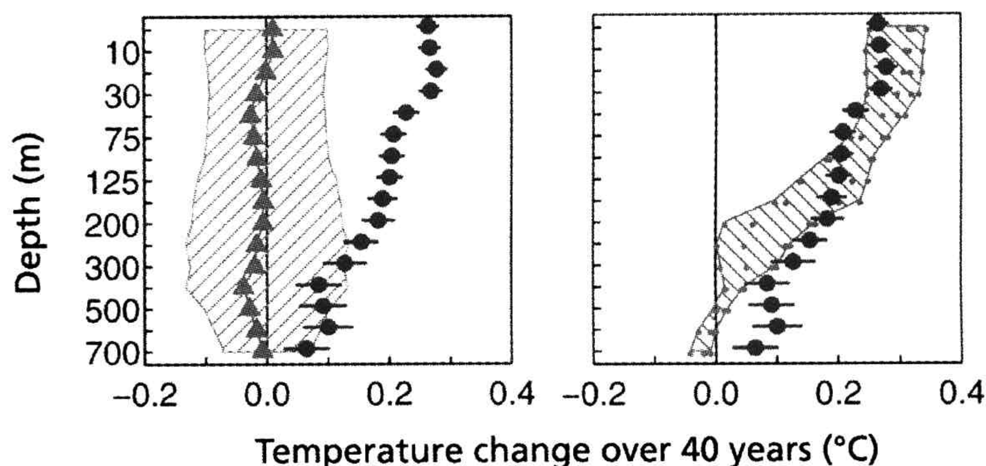


Figura 4. El panel de la izquierda muestra la media (triángulos) y el rango (rayado) del modelo climático reproduciendo la variabilidad del clima natural en cientos de años, sin incluir el efecto humano. El panel de la derecha muestra la variabilidad en un modelo climático en el que se incluye la historia completa de las emisiones de "gases invernadero" debido a la actividad humana (rayado y puntos). Los puntos son las medias de los cambios de temperatura en el Atlántico Norte en los últimos 40 años. Las aguas superficiales del océano son las que más se han calentado, cerca de 0,25º C (según Barnett et al., 2004).

Figure 4. The panel on the left shows the average (triangles) and range (hatching) of climate models reproducing natural climate variability over hundreds of years without inclusion of the human effect. The panel on the right shows the variability of a climate model run with the full history of human input of greenhouse gases (hatching and dots); the big dots in each panel are averages over the North Atlantic of changes in ocean temperature over the past 40 years. The surface on the right is a far better match to the observations than the panel on the left and excellent evidence of human influence on climate (after Barnett et al., 2005).

5.1. Reconstrucción y Predicción

En los últimos 21.000 años la posición del nivel del mar, media global, se situó a unos -120 m durante el máximo del Ultimo Glacial (Fig. 5), a partir de ese momento el nivel del mar comienza a subir de forma discontinua hasta alcanzar el nivel actual, es lo que conocemos como la Transgresión Flandriense. Esta tendencia general a la subida es de tipo global y el principal componente que la produce es el Glacioeustático. A partir de los ~6000 ^{14}C a. BP, este componente cesó y la situación cambió de tal forma que los cambios del nivel del mar desde entonces se deben fundamentalmente a la redistribución de masas de agua en el océano vía corrientes superficiales. Dentro de la dinámica de un Interglacial en relación con el nivel del mar, la parte transgresiva del mismo se habría terminado hacia los 6000 ^{14}C a. BP, comenzando a partir de entonces la fase de "highstand" (alto nivel del mar) en el que en la actualidad nos encontramos.

Debido precisamente a la redistribución de las masas de agua, además de otros factores regionales-locales tal como la situación geográfica con relación a los primitivos casquetes de hielo, la posición del nivel del mar actual o nivel cero, ha sido diacrónica a lo largo de las costas del globo, tal como ocurrió en los períodos Interglaciares previos.

5.2. Los modelos geofísicos de carga frente a los datos de observación

La utilidad de los modelos isostáticos globales es generalmente reconocida para la obtención de una primera aproximación de la historia del nivel del mar en áreas donde la observación directa no esté disponible. Los modelos de predicción (Peltier, 1998; Lambeck, 1996) cuya asunción básica es, que la carga y descarga debido al crecimiento y fusión de los casquetes de hielo generan un ajuste isostático global de las costas y del fondo oceánico alrededor del globo, lo cual solo sería posible si la Tierra tuviese a lo largo del manto un perfil de viscosidad lineal (Mörner, 2005), presentan varios problemas. Datos en Fenoscandia y áreas

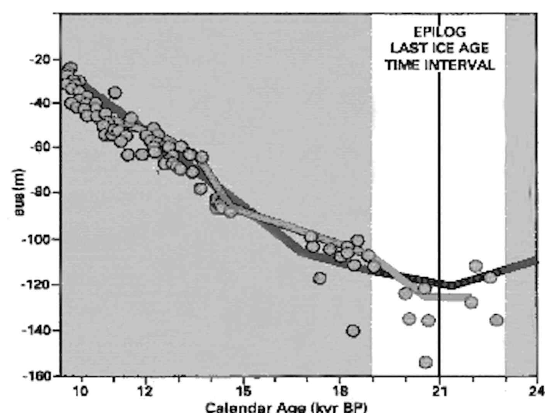


Figura 5. Tiempo estimado por el Grupo de Trabajo EPILOG dentro del Programa IMAGES (International Marine Global Change Studies) para el intervalo del máximo del Último Glacial según el nivel relativo del mar, a partir de los datos de los arrecifes de coral (línea gris), y de los sondeos de los sedimentos costeros (círculos). La línea negra muestra la curva teórica según la aportación debida a la desintegración de los hielos de la Antártida, Oeste del Hemisferio Norte y Europa (según Schneider et al., 2000).

Figure 5. EPILOG consensus on the Last Ice Age time slice according to the maximum in relative lowering of eustatic sea level (grey line) indicated by coral reef and coastal sediment core data (circles). Also shown is a theoretical sea level curve (black dashed time) constructed by considering disintegration of nominal ice distribution for Antarctica, Western Northern Hemisphere, and Europe (modified from Fleming et al., 1998) (after Schneider et al., 2000).

próximas apoyan solo un modelo de carga regional donde la carga y descarga fue completamente compensada por un flujo horizontal regional debido a la existencia de un canal de baja viscosidad astenosférica (Fjeldskaar y Gathles, 1991).

Las predicciones sobre los cambios del nivel del mar a partir de estos modelos han sido la base de los valores publicados por los informes del IPCC (International Panel on Climate Change). Sin embargo, el potencial de las predicciones a partir de los modelos, no debe ser sobrestimado, dado que estos no representen la realidad sino tan solo aproximaciones basadas en asunciones simplistas en contraposición a los datos más precisos que ofrecen los trabajos de campo (Pirazzoli, 2004).

Como ejemplo de lo anteriormente señalado en el área del Mediterráneo, Pirazzoli (2004) comparó la historia del nivel del mar durante el Holoceno superior (últimos 6000 ^{14}C a. BP) en ocho costas con diferente comportamiento tectónico, con las predicciones del nivel del mar deducidas en las mismas áreas según los modelos geofísicos de carga. El área del Mediterráneo fue elegida por su posición intermedia entre las “ice-margin sites” (localidades en el margen de los hielos) y las “far field sites” (localidades alejadas de los hielos) en relación a los antiguos casquetes, y porque hay un desacuerdo entre modelizadores sobre la situación del Mediterráneo con respecto al abombamiento periférico (fuera o dentro) que se produce alrededor de la margen de los hielos, que tiende a deprimirse durante el período tardío Glacial y Postglacial.

Según el modelo geofísico de carga (Lambeck, 2002) la mayor parte de la Cuenca del Mediterráneo estaría sometida a una subsidencia de origen glacio-isostático. En contraposición, el modelo de Peltier (1987) señala que la región mediterránea está suficientemente alejada del centro de la deglaciación del NO de Europa como para ser afectada, o en muy poca medida, por el colapso del abombamiento que se produce alrededor del primitivo casquete de Fenoscandia.

El método aplicado por Pirazzoli (2004), coincidente con el que se usa para deducir posiciones del nivel del mar en los trabajos de campo; consiste en que cuando existe un testigo (sedimentológico, biológico) bien datado que evidencia la existencia en esa zona de un nivel del mar diferente del actual, la interpretación de las posibles causas del desplazamiento vertical implica la consideración al menos de los principales factores que potencialmente pueden haber contribuido a dicha posición, utilizando la ecuación del nivel del mar $ps=eu+te+gi+hi$, donde ps es la elevación de la antigua línea de costa, eu la posición eustática, te el componente tectónico (excluido el isostático), gi el componente glacio-isostático, y hi el componente hidro-isostático. En este caso no se han tenido en consideración otros componentes tales como los efectos hidrodinámicos, cambios en la densidad del agua u otros efectos locales del clima, por ser considerados de menor importancia.

El factor eustático, puede considerarse eliminado dado el general consenso que existe en cuanto a que los cambios han sido prácticamente nulos desde la desaparición del último casquete de

Laurentia, hacia los 6000 ^{14}C a. BP. En lo que se refiere al factor tectónico, se toma como referencia la posición actual de los testigos del nivel del mar durante el pico del Último Interglacial (ligeramente superior al actual, entre los +2 y +5 m a los 125.000 años, según los datos de las áreas consideradas estables: Stirling et al., 1995, Muhs et al., 2002), se asume una tendencia tectónica (elevación o subsidencia) constante. Dependiendo de la tasa tectónica, en muchas costas este factor no influye en los datos que se obtengan en la reconstrucción del nivel del mar durante el Holoceno superior. En cuanto al componente glacio-isostático, este es activo esencialmente en regiones que rodean los antiguos casquetes, donde el peso del hielo produce un anillo de elevación. Durante la deglaciación, el anillo se colapsa y produce subsidencia. Debido a la viscosidad de la astenosfera, dicha subsidencia se supone que continúa actualmente. Por último, el componente hidro-isostático, se debe al hecho de que el agua fundida de los casquetes produce una carga en el fondo del océano, que tiende por consiguiente a hundirse. Cerca de la costa, sin embargo, la tasa de subsidencia es variable, dependiendo de la profundidad del agua, de la anchura de la plataforma y de la topografía local.

Los modelos geofísicos generalmente estiman los efectos isostáticos causados por la última deglaciación con asunciones sobre la historia glaciar (espesor y distribución de los antiguos casquetes, duración de la carga de hielo) y sobre los procesos visco-elásticos de la Tierra (espesor de la litosfera, perfil sublitosférico, variaciones laterales, y transferencias internas de masa y presión). Los modelos isostáticos usan de esta forma una ecuación del nivel del mar con un mayor número de variables desconocidas.

Los resultados de campo obtenidos por Pirazzoli (2004), señalan que los valores indicados por los modelos sobrevaloran o infravaloran los datos observacionales, y lo que es más importante, que no existe prueba alguna, independientemente del contexto tectónico en el que se sitúan las costas analizadas, de un aporte de agua adicional al océano procedente del casquete de la Antártida, que según Nakada y Lambeck (1988, 1989) habría seguido fundiéndose después de 6000 a. BP produciendo una subida global del nivel del mar de unos 3 m. Según Lambeck (2002) esta subida habría tenido lugar mayoritariamente entre los 6000 y los 3000 a. BP.

Sin embargo, si bien los modelos presentan deficiencias, los datos de campo, tampoco están exentos de estas, particularmente en aquellas áreas en las que la historia tectónica no es bien conocida o donde los datos son difíciles de obtener o interpretar. Discrepancias entre los datos de campo y las predicciones de los modelos, cuando son contrastados pueden ser de una gran utilidad porque pueden ayudar a usar asunciones más precisas sobre la historia de la deglaciación, espesor de la litosfera y viscosidad del manto, y finalmente a obtener predicciones más reales sobre los cambios del nivel del mar.

5.3. El nivel del mar pasado reciente y futuro

Según los datos observacionales (estratigráficos, morfológicos, arqueológicos, biológicos) junto con los obtenidos de los mareógrafos, el nivel medio global del mar habría experimentado una subida del orden de 1.0-1.1 mm/año en el período 1850-1930. Después de 1930-1940, esta subida parece haberse detenido (Pirazzoli, 1989; Mörner, 2000), hasta mediados los sesenta. Durante los setenta y los ochenta los datos no son suficientemente definitorios. Es tan solo a partir de la década de los noventa cuando el desarrollo de la altimetría por satélite permite una visión global del nivel de los océanos.

La primera altimetría por satélite se debe al Geosat cubriendo de 1986 a 1988, pero dado que la

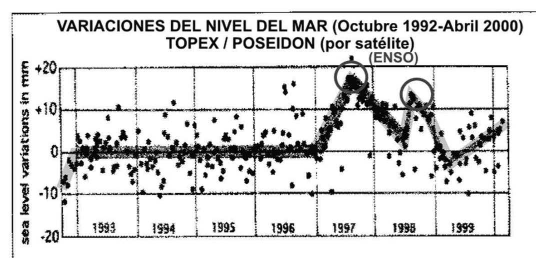


Figura 6. Nivel del mar en el Mediterráneo, a partir del registro del satélite TOPEX/POSEIDON (según Mörner, 2004).

Figure 6. Sea level changes in mm as recorded by TOP - PEX/POSEIDON between October 1992 and April 2000 (after Mörner, 2004).

precisión técnica no estaba aún bien desarrollada, resulta muy difícil deducir una tendencia clara en el nivel del mar. Sin embargo, a partir de las altimetrías obtenidas por la misión TOPEX/POSEIDON en la década de los noventa, tenemos en la actualidad una buena cobertura de la media global de los cambios del nivel del mar.

El registro entre 1992 y 2000 (Fig. 6) puede ser dividido en tres partes (Mörner, 2004): a) 1993-1996, con una clara tendencia a la estabilidad, y un ruido de ±0.5 cm; b) 1997-998 caracterizada por una gran amplitud de subidas y bajadas que registran los eventos ENSO de estos años; y c) 1998-2000 con un registro irregular, en el que no está clara la tendencia, pero lo más probable es una subida de unos 0.5 cm/año en 1999-2000. El dato fundamental que ofrecen los satélites es la ausencia de una aceleración en la subida del nivel del mar.

Las previsiones sobre el futuro del nivel del mar para el 2100, son aún contradictorias en cuanto al rango de subida, según los datos de los modelos de carga esta sería del orden de 18-24 cm; el informe del IPCC (2001) da la cifra de entre 13 y 68 cm, estableciendo un rango bastante menor que el que se suponía según el IPCC (1998) de entre 50-95 cm. Por último, según los datos del INQUA (International Union for Quaternary Science) en base a los resultados de la Comisión de Líneas de Costa (1999-2003), la subida sería del orden de 10 cm y como máximo de 20 cm.

6. El registro de la transgresión Holocena en las costas de Iberia

La secuencia sedimentaria más completa ha sido obtenida a partir del relleno de estuarios-rías-deltas (Goy et al., 1996; Cearreta y Murray, 2000; Freitas et al., 2002; Alonso y Pagés, 2005). En todos ellos se observa una subida del nivel del mar que se lleva a cabo con distintas velocidades. El registro en costa de dicha subida se manifiesta en el paso de facies fluviales a estuarinas y finalmente a marinas. La velocidad de subida del nivel mar es mucho más alta entre los 9500 BPy los 6500-5000 BP, del orden de 6-8 mm/a (Dabrio et al., 2000, Boski et al., 2002, Lario et al., 2002); a partir de los 6500 BP esta velocidad se reduce hasta un valor que en general fluctúa entre los 2,6-3 mm/a.

En general el desarrollo de llanuras mareales y aluviales, que en muchos casos llevan asociados en la línea de costa sistemas de flechas litorales, se produce, salvo casos excepcionales, a partir de los 4000-3000 BP, cuando claramente la fase de acreción desarrollada en los paleovalles evoluciona hacia la fase de progradación costera.

6.1. Cambios relativos del nivel del mar-clima y ciclicidades

Los sistemas de flechas litorales que cierran hacia tierra llanuras mareales, lagunas, etc., constituyen el sistema emergido más idóneo para el análisis de las variaciones relativas del nivel del mar. Los ejemplos mejor estudiados son los de la costa de Huelva (Zazo et al., 1994; Rodríguez Ramírez et al., 1996) y la costa de Almería (Zazo et al., 1994; Goy et al., 2003). El registro morfosedimentario más completo, corresponde al último caso. Los sistemas de flechas están constituidos por crestas de playa separadas por surcos (Fig. 7 A, B). El análisis cartográfico junto con el sedimentológico permite establecer la posición del nivel relativo del mar, el tipo de agrupación y morfología de las crestas y surcos. Por último las dataciones de radiocarbono junto con los datos históricos y arqueológicos permiten establecer un cuadro cronológico bien ajustado.

Tanto en el Atlántico como en el Mediterráneo, la progradación costera se inicia a partir del máximo transgresivo (máxima inundación) hacia los 6500 BPcoincidiendo con el “highstand” (nivel del mar alto), una vez finalizada la fase transgresiva Flandriense, y el dominio del componente glacioisostático en la variación del nivel del mar.

La evolución de la línea de costa a partir de los ~7400 BP(en el caso de Almería) y de los 5000 BP (en el caso de Huelva) consiste en una serie de fases progradantes (H) interrumpidas por períodos (GAPS) de corta duración (300-600 años) que se producen con una ciclicidad milenial (1400 a 3000 años), caracterizados por un nivel relativo del mar bajo (centimétrico) y un aumento de la aridez. El inicio de estos períodos cortos coincide en algunos casos con los eventos fríos Bond, en especial los de 5900 BP, en el Mediterráneo; 2800 BP en el Mediterráneo y Atlántico, y 1400 BP en el Atlántico. En menor medida coinciden con los

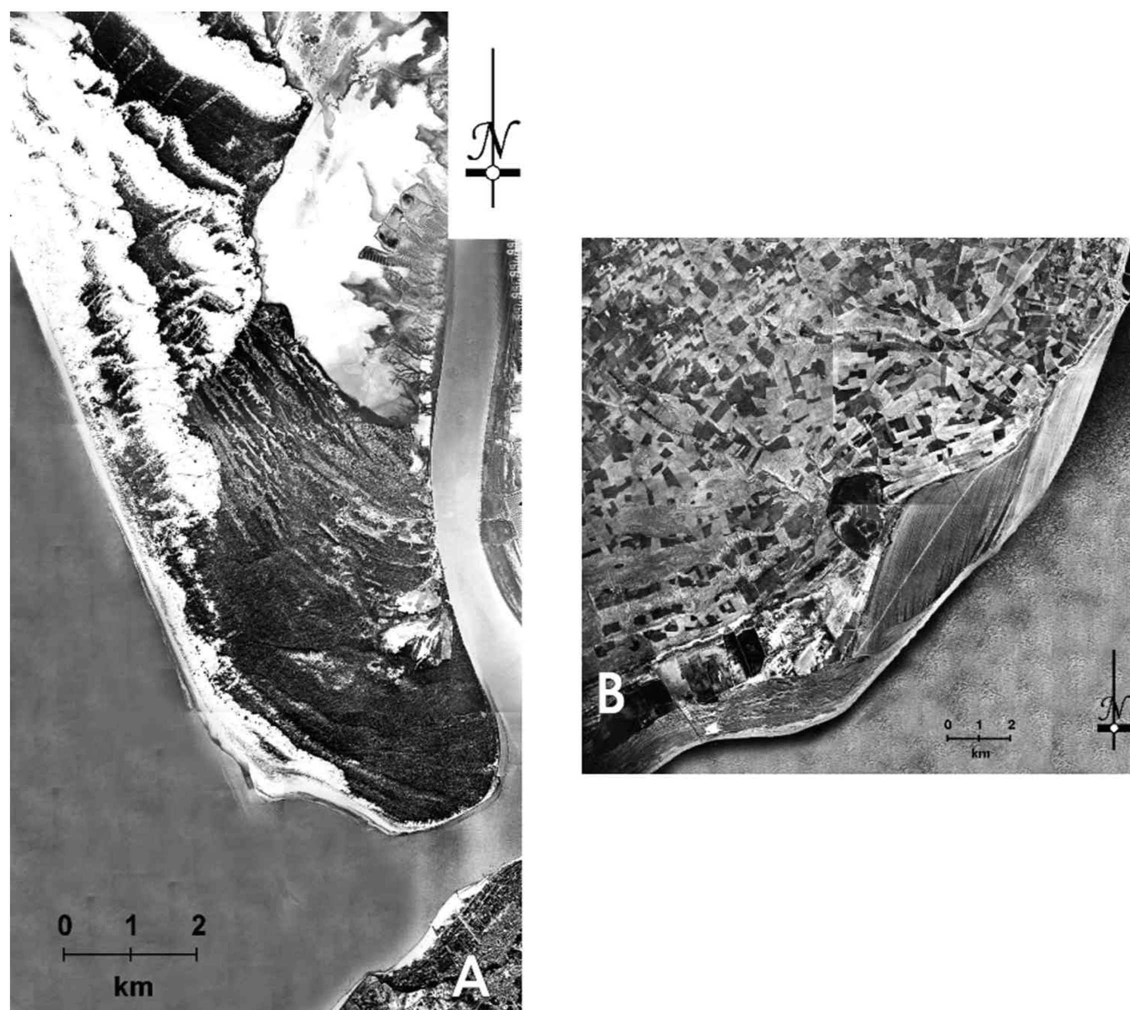


Figura 7. Fotografías aéreas (A) Sistema de Flecha litoral de Doñana (Huelva) en la desembocadura del Guadalquivir, (B) Sistema de Flecha litoral de Roquetas (Almería) en la costa oriental del Campo de Dalias.
Figure 7. Aerial photographs of the Doñana-Huelva (A) and Roquetas-Almería (B), Holocene spit barriers.

eventos fríos detectados en la SST del Mediterráneo Occidental, según los datos de Cacho et al. (2001).

Cambios en la configuración de las crestas de playa, han sido observados en el sistema de Almería (Fig. 7B). Dos modelos han podido ser diferenciados (Goy et al., 2003): A) crestas de playa más altas y anchas, surcos mejor marcados, B) crestas más bajas y estrechas y surcos menos pronunciados. El primero estaría asociado a períodos menos áridos que el segundo. Los eventos fríos Bond (2700 BP y 4200 BP), coincidirían con el paso de la configuración A) a la B). La ciclicidad es del orden de 2700 años. Cambios a escala secular también se observan en los sistemas de flechas reflejándose en períodos erosivos de escasa duración (años) que se registran en la costa mediterránea con una ciclicidad de 400 años desde los 3000 BP, y en la costa atlántica con una ciclicidad de 100 años desde los últimos 500 años. Estos episodios se asocian a subidas relativas del nivel del mar (de orden centimétrico) y aumento de bajas presiones.

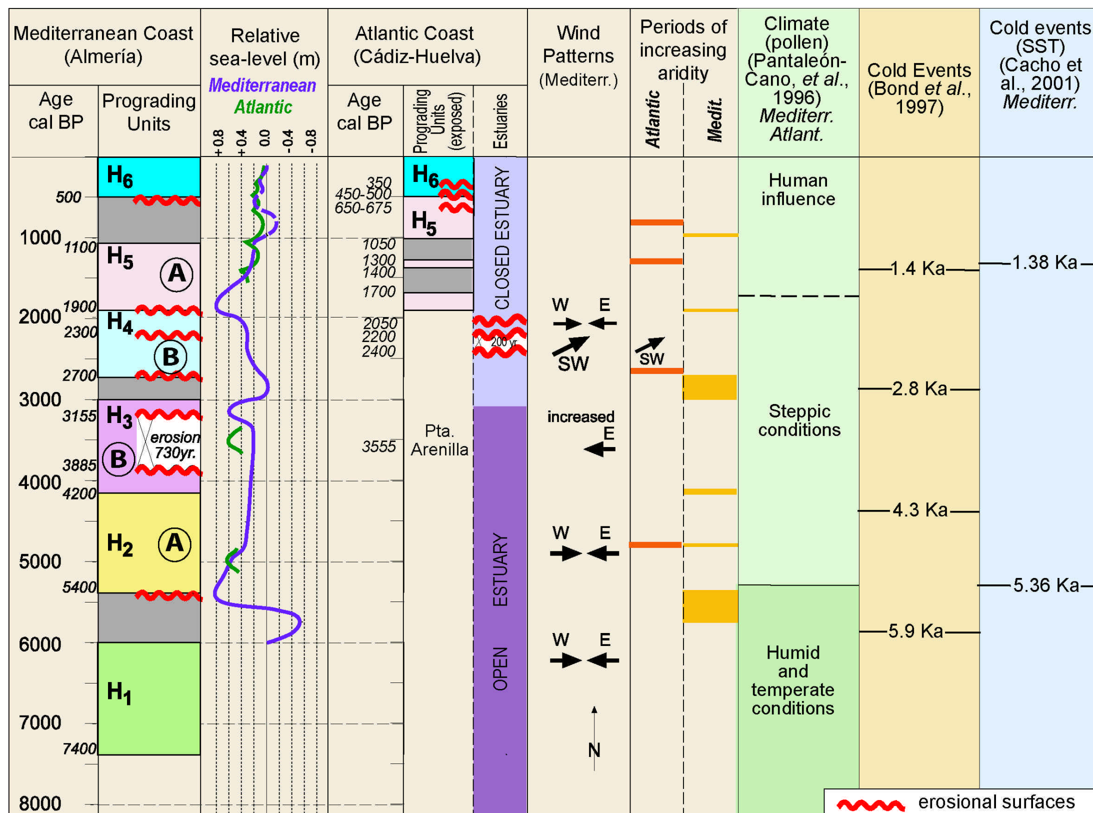


Figura 8. Cambios relativos del nivel del mar-clima y tendencia progradante durante los últimos 7 Ka BP, deducida a partir de los sistemas de flecha de Roquetas (Almería), según los datos de Goy et al. (2003); y del sistema de flechas de la costa de Huelva (Zazo et al., en prensa). H = Unidades de Flecha constituidas por crestas y surcos, A/B = Configuración de las crestas y surcos.

Figure 8. Chronostratigraphy of prograding phases. Sea level and climate changes during the last ~ 7 Ka BP, deduced from Roquetas-Almería spit bar System (based on Goy et al., 2003); and from several spit bar-systems of Huelva coast (Zazo et al., in press). H, spit bar unit made of n beach crest and swales; A/B morphosedimentary configuration of beach crests and swales. Relative sea level: Atlantic, discontinuous curve; Mediterranean continuous curve.

Cambios de corto plazo (deceniales) son los que se observan en la génesis de una cresta de playa y el surco consecutivo. El tiempo de formación es de ~11,25 años coincidiendo con el ciclo simple de manchas solares, y la variabilidad del índice de la NAO. A nivel regional en el área de conexión Atlántico-Mediterráneo, la dirección e intensificación de los vientos dominantes, controlados por la posición de los centros de altas y bajas presiones, afectando también a la cantidad de flujo de la corriente Atlántica superficial en el Mediterráneo, es el factor primordial en los cambios relativos del nivel del mar.

En la costa de Huelva, el análisis geomorfológico de los sistemas de flecha de Doñana, y el Rompido, junto con datos climáticos y oceanográficos de las últimas cuatro décadas (1956-1996), evidencia (Rodríguez-Ramírez et al., 2000) la formación de crestas de playa y surcos ligados a la alternancia de períodos ciclónicos y anticiclónicos. Esto permite establecer una periodicidad del orden de 3-7 y 10-12 años, la primera relacionada con la NAO y la segunda coincidiendo con la actividad de las manchas solares.

6.2. El nivel del mar en las costas de Iberia: Registros instrumentales

Series temporales del nivel del mar han sido obtenidas en la costa Norte para los últimos 60 años (Fig. 9) a partir de los registros mareográficos de las estaciones de Santander, Coruña y Vigo (Marcos et al., 2004). Las tendencias señalan una subida del nivel del mar de 2,12 mm/a en Santander, 2,51 mm/a en Coruña y 2,91 mm/a en Vigo durante el período 1943-2000. Estas tendencias presentan una media de 1 mm/a más altas que las observadas en localidades próximas que cubren la totalidad del último siglo. Esto ha sido interpretado en términos de aceleración en la subida del nivel del mar durante la segunda mitad del S. XX con respecto a la primera.

El aumento del calor en el océano ha sido considerado como el mayor responsable de la subida del nivel del mar, dada la buena correlación entre la evolución de la Tª media en el Atlántico Norte (Levitus et al., 2000) y los datos de los mareógrafos. Por el contrario, la contribución meteorológica muestra tendencias negativas en todas las estaciones, es decir que el factor meteorológico (fundamentalmente, NAO) actuaría en el sentido de desacelerar ligeramente la subida del nivel del mar debida al efecto sterico.

Las tendencias del nivel del mar obtenidas (Marcos et al., 2004) para la última década no implican necesariamente una aceleración de la subida del nivel del mar; sino que las tendencias decadales observadas se correlacionan perfectamente con la evolución del índice NAO (invierno), con una tendencia sobretodo negativa en la última década.

El desfase (Fig. 9) entre la fuerte subida del nivel del mar que se produce en los sesenta y la temperatura (datos medios del Atlántico Norte), significaría que esta zona se habría calentado antes que otras regiones del Atlántico Norte. Las diferencias entre las estaciones (en relación al nivel del mar) se deben a variaciones espaciales en la temperatura del océano.

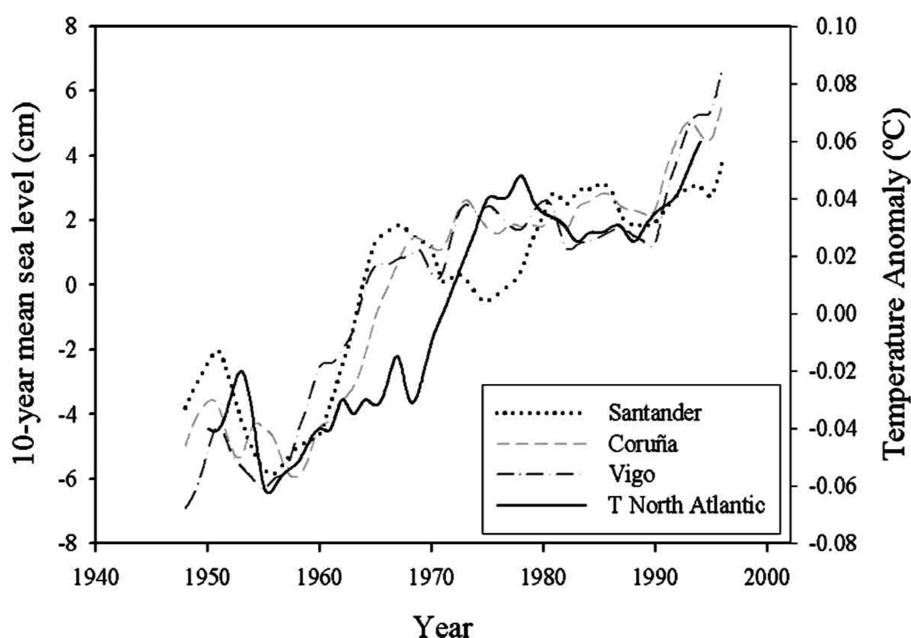


Figura 9. Series temporales largas del nivel del mar en la costa Norte española en comparación con la temperatura media del Atlántico Norte (según Marcos et al., 2004).

Figure 9. Long sea-level time series in the Northern Spain and mean temperature values of the North Atlantic (after Marcos et al., 2004).

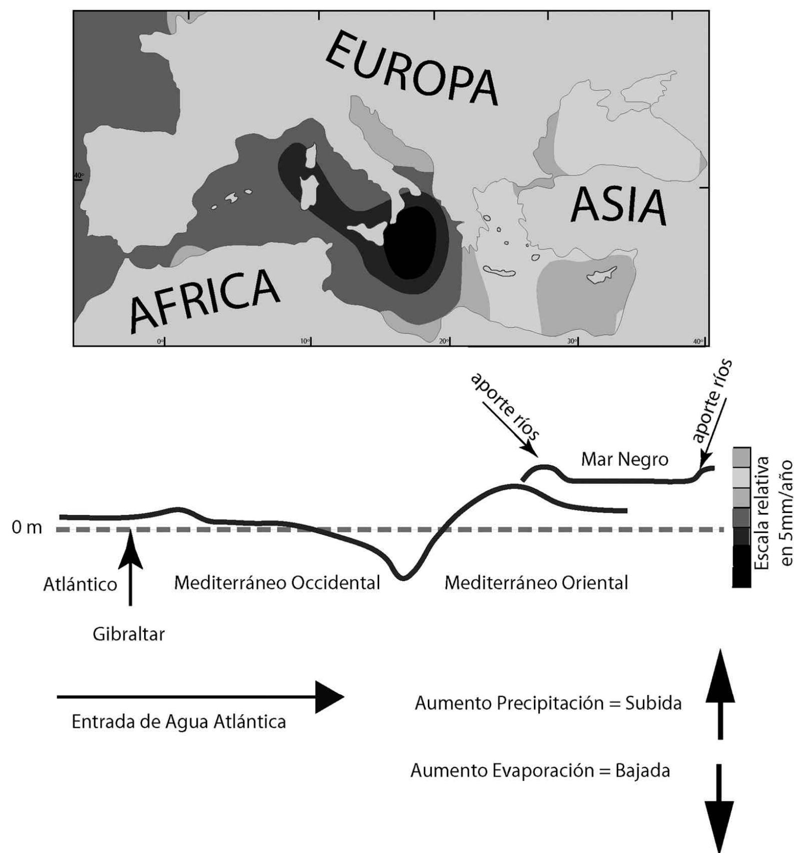


Figura 10. Reconstrucción de la topografía actual del nivel relativo del mar en el Mediterráneo, a partir de la altimetría por satélite (según Mörner, 2005).

Figure 10. Sea surface Mediterranean topography from the TOPEX/POSEIDON satellite (after Mörner, 2005).

En el litoral de Lisboa el análisis (Guerra et al., 2000) de los cambios del nivel del mar en relación con la variabilidad del índice NAO entre los años 1865-1997, demuestra una correlación negativa entre ambos; es decir, cuando la NAO presenta valores negativos a los que van asociados vientos del Oeste y del Suroeste, el nivel medio del mar es más alto; mientras que cuando la NAO presenta valores positivos, los vientos dominantes son los del Norte y el nivel medio del mar es más bajo.

En la costa Mediterránea los datos de altimetría por satélite señalan una topografía variable en un transecto Oeste-Este (Mörner, 2005), estas diferencias del nivel relativo del mar parecen estar controladas por la mayor o menor entrada de flujo de agua Atlántica Superficial en el Mediterráneo (Fig. 10), particularmente en la cuenca de Alborán, relacionado a su vez con la mayor o menor intensidad de los vientos del Oeste y Sur-Oeste; registrándose mayor flujo cuando en el mar de Alborán se instalan los centros de bajas presiones. Los niveles relativos altos del mar en el Mediterráneo oriental y Mar Negro parecen estar en relación con las altas precipitaciones producidas en los últimos años en el Este Europeo, por el que discurren los ríos que posteriormente desembocan en la cuenca Mediterránea.

Como en los casos anteriores, la variabilidad del índice NAO parece ser uno de los principales factores, independientemente del efecto sterico, que contribuyen en mayor medida a la irregularidad topográfica del nivel relativo del mar.

7. Conclusiones

Lo expuesto en este trabajo, aunque de una forma muy resumida, no permite formular conclusiones, más bien lo que se deduce del mismo es la gran incertidumbre que hoy en día tenemos sobre los cambios climáticos y muy especialmente sobre la influencia del hombre en los mismos.

Resulta evidente que el planeta se calienta y que en gran medida esto es debido al incremento de emisión de gases invernadero particularmente el CO_2, con una tendencia al aumento desde mediados del S. XIX, del orden de 1º C, valor no despreciable si se tiene en cuenta que la diferencia de temperatura entre la situación interglacial y la glacial es del orden de 5-6º C; pero también conocemos que tanto durante un período glacial como en un interglacial ha habido cambios climáticos muy abruptos que se han dado en una escala temporal muy pequeña, de muy pocos decenios, y que no pueden ser debidos a variaciones en los parámetros orbitales que causan cambios en la insolación, sino que hay otros procesos atmosféricos, oceánicos, etc. que interactúan formando una cadena de mecanismos de retroalimentación en la que una pequeña alteración puede dar origen a un cambio global.

Con relación al nivel del mar, no existe una relación directa entre el aumento de temperatura y el nivel del mar. Los datos que se tienen actualmente sugieren que no existe una aceleración en la subida del nivel del mar, tal como ocurre con la temperatura. Por otra parte, las diferencias topográficas del nivel del mar a lo largo del globo son debidas fundamentalmente, desde hace ~6500 BP, a la distribución diferencial de las masas de agua oceánica vía corrientes superficiales. A nivel regional las diferentes tendencias de ascenso o descenso del nivel del mar se deben fundamentalmente a los efectos del rebote glacio-hidro-isostático, dependiendo de la situación (distancia) de una determinada costa con relación a los antiguos casquetes; y a factores más locales de tipo climático.

En el caso de Iberia, la tendencia del nivel del mar en las costas del Norte de la Península es ascendente, según los datos observacionales (geológicos) y mareográficos de las últimas décadas. Por el contrario en la costa del Sur y Sureste Peninsular la tendencia es al descenso o estabilidad tal como lo demuestra la continuación de la progradación costera. El hecho de que haya muchos sectores de la costa que en la actualidad se encuentren bajo una fuerte erosión, no implica necesariamente que el nivel del mar esté subiendo, la falta de aporte sedimentario y las infraestructuras creadas por el hombre a lo largo de la misma, son las causas fundamentales del retroceso costero. En cualquier caso los cambios en el nivel relativo del mar están directamente influenciados por las variaciones del índice NAO.

8. Agradecimientos

Proyectos CGL 2005-01336 BTE y CGL 2005-04655, Proyecto IGCP-495; INQUA Coastal and Marine Processes Commission.

9. Bibliografía

Alonso, A. y Pagès, J.L. (2005). La transgresión holocena en el noroeste peninsular. *Iberian coastal holocene paleonviron - mental evolution.* COASTAL HOPE Workshop, Lisboa, Julio 2005, 85-88.

Barnett, T.P., Pierce, D.W., AchutaRao, K.M., Gleckler, P.J., Santer, B.D., Gregory, J.M. & Washington, W.M. (2005). Penetration of Human-Induced Warming into the World's Oceans. *Science,* 309, 284-287.

Blunier, T., Chappelaz, J., Schwander, J., Stauffer, J. & Raynaud, D. (1995). Variations in atmospheric methane concentrations during the Holocene epoch. *Nature,* 374, 46-49.

Bowen, D.Q. (1999). +23 m stage 11 sea-level in Southern Britain. In: *Workshop Report U.S. Geol. Surv. Open-File Report,* 99-312, 15-17.

Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., DeMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. & Bonani, G. (1997). A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science,* 278, 1257-1266.

Boski, T., Moura, D., Camacho, S., Duarte, R.D.N., Scott, D.B., Veiga-Pires, C., Pedro, P. & Santana, P. (2002). Postglacial sea level rise and sedimentary response in the Guadiana Estuary, Portugal (Spain border). *Sedimentary Geology,* 150, 103-121.

Brook, E. (2005). Tiny bubbles tell all. *Science,* 310, 1285-1287.

Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Sbaffi, L., Shackleton, N.J., Schönfeld, J. & Zhan R. (2001). Variability of the Western Mediterranean Sea surface temperatures during the last 25.000 years and its connection with the northern hemisphere climatic changes. *Paleoceanography,* 16, 40-52.

Cearreta, A. & Murray, J.W. (2000). AMS 14C dating of Holocene estuarine deposits: consequences of high-energy and reworked foraminifera. *The Holocene,* 10, 155-159.

Dabrio, C.J., Zazo, C., Goy, J.L., Sierro, F.J., Borja, F., Lario, J., González, J.A. & Flores, J.A. (2000). Depositional history of estuarine infill during the Late Pleistocene-Holocene postglacial transgression. *Marine Geology,* 162, 381-404.

Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Huidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveins-Jörmsdottir, Jouzel, J. & Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature,* 364, 218-220.

deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T. & Sarnthein, M. (2000). Coherent high and low latitude climate variability during the Holocene warm period. *Science,* 288, 2198-2202.

Feldskaar, W. & Gathles, L. (1991). The present rate of uplift of Fennoscandia implies a low-viscosity asthenosphere. *Terra Nova,* 3, 393-400.

Freitas, M.C., Andrade, C. & Cruces, A. (2002). The geological record of environmental changes in southwestern Portuguese coastal lagoons since the Lateglacial. *Quaternary International,* 93-94 (C), 161-170.

Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J., Lario, J., Borja, F., Sierro, F.J. & Flores, J.A. (1996). Global and regional factors controlling changes of coastlines in Southern Iberia (Spain) during the Holocene. *Quaternary Science Reviews,* 15, 773-780.

Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J. (2003). A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean). *Geomorphology,* 50, 251-268.

GRIPMembers (1993). Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature,* 364, 203-207.

Guerra, S.A., Pires, H.O., Taborda, R.P. (2000). O nivel médio do mar, a oscilação do Atlántico Norte. *3rd Symposium on the Iberian Atlantic Margin,* Faro (Portugal), 351-352.

Hearty, P.J., Kindler, P., Cheng, H., Edwards, R.L. (1999). A+20 m middle Pleistocene sea-level highstand (Bermuda and the Bahamas) due to partial collapse of Antarctic ice. *Geology,* 27 (4), 375-378.

Indermuhle, A., Stocker, T.F., Joos, F., Fischer, H., Smith, H.J., Wahlen, M., Deck, B., Masttroianni, D., Blunier, T., Meyer, R., Stauffer, B. (1999). Holocene carbon-cycle dynamics based on CO2 trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica. *Nature,* 398, 121-126.

IPCC (1998). *Climate Change 1998.* Cambridge, University Press.

IPCC (2001). *Climate Change 2001.* Cambridge, University Press.

Kim, J.H., Rimbu, N. Lorenz, S.J., Lohmann, G., Nam, S.I., Schouten, S., Rühlemann, C., Schneider, R.R. (2004). North Pacific and North Atlantic sea-surface temperature variability during the Holocene. *Quaternary Science Reviews,* 23, 2141-2154.

Kukla, G., Matthews, R.K. & Mitchell, M.J. (1972). Present interglacial: how and when will it end?. *Quaternary Research,* 2, 261-269.

Lambeck, K. (1996). Sea level changes and shoreline evolution in Aegean Greece since Upper Paleolithic time. *Antiquity,* 70, 269, 588-611.

Lambeck, K. (2002). Sea level change from mid Holocene to Recent time: an Australian example with global implications. En: *Ice Sheets, Sea Level and the Dynamic Earth, Geodynamics Series,* 29. American Geophysical Union, Washington, DC, 33-50.

Lario, J., Zazo, C., Goy, Dabrio, C.J., Borja, F., Silva, P.G., Sierro, F., González, A., Soler, V. & Yll, E. (2002). Changes in sedimentation trends in SW Iberia Holocene estuaries (Spain). *Quaternary International,* 93-94, 171-176.

Levitus, S., Antonov, J.I., Boyer, T.P., Sthephens, C. (2000). Warming of the World Ocean. *Science,* 287, 2225-2229.

Loutre, M.F. (2003). Clues from MIS 11 to predict the future climate –a modelling point of view. *Earth and Planetary Science Letters,* 212, 213-224.

Loutre, M.F. & Berger, A. (2000). Future climatic changes: are we entering an exceptional interglacial?, *Climatic Change,* 46, 61-90.

Loutre, M.F. & Berger, A. (2003). Marine Isotope Stage 11 as an analogue for the present interglacial. *Global and Planetary Change,* 36, 209-217.

Marcos, M., Gomis, D., Montserrat, S., Alvarez, E., Pérez, B. & García-Lafuente, G. (2004). Consistency of long sea-level time series in the Northern coast of Spain. *Journal Geophysical Research Oceans,* 119 (C.9).

Mörner, N.A. (1986). The concept of eustasy. A redefinition. *Journal of Coastal Research,* SI-1, 49-51.

Mörner, N.A. (1996). Rapid changes in coastal sea level. *Journal of Coastal Research,* 12, 797-800.

Mörner, N.A. (2000). Sea level changes and coastal dynamics in the Indian Ocean. *Integrated Coastal Zone Management,* Launch Issue, 17-20.

Mörner, N.A. (2004). Estimating future sea level changes. *Global and Planetary Change,* 40, 49-54.

Mörner, N.A. (2005). Sea level changes and crustal movements with special aspects on the eastern Mediterranean. *Zeitschrift für Geomorphologie.* N.F., 137, 91-102.

Muhs, D.R., Simmons, K.R. & Steinke, B. (2002). Timing and warmth of the Last Interglacial period: new U-series evidence from Hawaii and Bermuda and a new fossil compilation for North America. *Quaternary Science Reviews,* 21, 1355-1383.

Murray-Wallace, C., Brooke, B.P., Cann, J.H., Belpeiro, A.P., Bourman, R.P. (2001). Whol-rock aminostratigraphy of the Coorong Coastal Plain, South Australia: towards a one million year record of sea-level highstands. *Journal Geological Society,* 158, 111-124. London.

Nakada, M., Lambeck, K. (1988). The melting history of the late Pleistocene Antarctic ice sheet. *Nature,* 333, 3640.

Nakada, M. & Lambeck, K. (1989). Late Pleistocene and Holocene sea-level change in the Australian region and mantle rheology. *Geophysical Journal,* 96, 497-517.

Pantaleón-Cano, J., Yll. E.I., Pérez-Obiol, R. & Roure, J.M. (1996). Las concentraciones polínicas en medios semiáridos. Su importancia en la interpretación de la evolución del paisaje. En: *Biogeografía Pleistocena-Holocena de la Península Ibérica.* (Ramil-Rego, P., Fernández Rodríguez, C., Rodríguez Guitian, M. eds.). Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, 215-226.

Peltier, W.R. (1987). Mechanisms of relative sea-level change and the geophysical responses to ice-water loading. En: *Sea Surface Studies.* (Devoy, R.J.N. ed.). Croom Helm, London, 57-94.

Peltier, W.R. (1998). Postglacial variations in the level of the sea: implications for climate dynamics and solid-earth geophysics. *Reviews of Geophysics,* 36, 603-689.

Petit, J.r., Jouzel, J., Raynaud, D., Barrow, N.I., Barnola, J.M., Delaygue, G., Delmotte, M., Mobasile, L., Bender, M., Chapellaz, J., Davis, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pepin, L., Ritz, C., Saltzman, E. & Stievenard, M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from Vostok ice core, Antarctica. *Nature,* 399, 429-436.

Pirazzoli, P.A. (1989). Trends of relative sea-level changes: past, present, future. *Quaternary International,* 2, 63-71.

Pirazzoli, P.A. (2004). A review of possible eustatic, isostatic and tectonic contributions in eight late-Holocene relative sea-level histories from the Mediterranean area. *Quaternary Science Reviews,* 24, 1989-2001.

Rodríguez-Ramírez, A., Rodríguez Vidal, J., Cáceres, L., Clemente, L., Belluomini, G., Manfra, L., Improta, S. & de Andrés, J.R. (1996). Recent coastal evolution of the Doñana National Park (S. Spain). *Quaternary Science Reviews*, 15, 803-809.

Rodríguez-Ramírez, A., Cáceres, L.M., Rodríguez Vidal, J. y Cantano, M. (2000). Relación entre clima y génesis de crestas/surcos de playa en los últimos cuarenta años (Huelva, Golfo de Cádiz). *Cuaternario y Geomorfología,* 14, 109-113.

Ruddiman, W.F. (2003). The Anthropogenic Greenhouse Era began thousands of years ago. *Climatic Change,* 61, 261-293.

Ruddiman, W.F. (2005). Cold climate during the closest Stage 11 analog to recent Millennia. *Quaternary Science Reviews,* 24, 1111-1121.

Schneider, R., Bard, E., Mix, A.C. (2000). Last ice age global ocean and land surface temperatures: the Epilog Initiative PAGES. Newsletter, 8, 2, 19-21.

Siegenthaler, U., Stocker, T.F., Monnin, E., Lüthi, D., Schwander, J., Stauffer, B., Raynaud, D., Barnola, J.M., Fischer, H., Masson-Delmotte, V., Jouzel, J. (2005). Stable carbon cycle-climate relationship during the Late Pleistocene. Science, 310, 1313-1315

Stirling, C.H., Esat, T.M., McCullock, M.T. & Lambeck, K. (1995). High-precision U-series dating of corals from Western Australia and implications for the timing and duration of the last interglacial. Earth and Planetary Science Letters, 135, 115-130.

Zazo, C., Goy, J.L., Somoza, L., Dabrio, C.J., Belloumini, G., Improta, S., Lario, J., Bardají, T., Silva, P.G. (1994). Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast. Journal of Coastal Research, 10, 933-945.

Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Bardají, T., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., González-Delgado, J.A., Soler, V. (2003). Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift, sea-level highstands and climate changes. Marine Geology, 194, 103-133.

Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Lario, J., Mercier, N., Bardají, T., Silva, P.G., Borja, F., Cabero, A. (en prensa). Coastal archives of palaeoenvironmental changes along the Mediterranean-Atlantic area during the last 15 Kyr. Quaternary International.